

BILDUNGSMODELL UND GESCHICHTE DER Pb/Zn-LAGERSTÄTTEN DER WESTLICHEN NÖRDLICHEN KALKALPEN, TIROL

D. Sanders, Zürich & R. Brandner, Innsbruck

Systeme von spätdiagenetisch verdrängtem Kalk und mit Sulfiden (Zinkblende, Bleiglanz) vererzte, mit Satteldolomit/Kalzitspat (untergeordnet Fluorit, Anhydrit) zementierte Gänge wurden vom Niveau der Formationsgruppe des "Alpinen Muschelkalkes" (AMK) bis zum Top Wettersteinkalk verfolgt, wo das Vererzungssystem an scharfer Grenze unmittelbar im Liegenden des 1. Raibler Schiefertones aussetzt.

Von den auftretenden Gangmineralen Dolomit, Kalzit, Quarz, Anhydrit und Fluorit zeigen die ersteren vier eine Tiefenzonierung hinsichtlich der Art des Auftretens und der Häufigkeit (Abb. 1). Nonplanarer Dolomit und Kalzit sind die stark überwiegenden Gangarten im beobachteten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

Verdrängung von Kalk tritt vor allem im Niveau des AMK auf als (1) bevorzugt schichtungsparallele, untergeordnet auch podiforme, selektive, nonplanare Dolomitisation, (2) schichtungsparallele bis podiforme, selektive, bis einige Meter große Verquarzungen und (3) podiforme Fluoritisation. Die ausgedehnte schichtungsparallele Dolomitisation und die dazu volumetrisch stark untergeordnete Verquarzung sind auf den AMK beschränkt.

Eine spätdiagenetische Entstehung des Dolomits ist angezeigt durch die relativ großen, nonplanaren Kristalle, die scharfen Dolomit/Kalk-Grenzen, scharf abgegrenzte Podiforme von Dolomit, Quarz und Fluorit, und hohe Fe, Mn- gegen niedrige Sr-Gehalte im Dolomit (Fe: $\times 10^3$ ppm, Mn: $\times 10^2$ - 10^3 ppm, Sr: $\times 10^1$ ppm).

Satteldolomit tritt am häufigsten als Aderfüllung oder Brekzienzement innerhalb der Dolomitisation auf, oder als nicht-selektive Verdrängung von AMK. Der Wettersteinkalk zeigt nur örtlich, angrenzend an Gänge und Kavernen, eine oft unvollständige, selektive Dolomitisation, während der Hauptteil der Mineralisation innerhalb eines Systems von Gängen und Kavernen auftritt (Abb. 2).

Einfache mineralisierte Adern von mm- bis cm-Weiten zeigen stets eine Abfolge von Kalkstein-Sulfiderz-karbonatische Gangart (Satteldolomit, Kalzitspat) zum Inneren der Ader hin, wogegen in dm- bis m-weiten Gängen komplexe Gefüge von Sulfiderz/Gangart auftreten. Wesentlich seltener tritt Fluorit als Hohlraumfüllung auf.

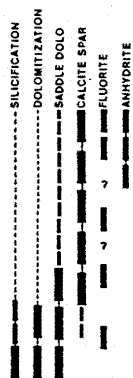
Korrosion des Wirtsgesteines am Kontakt zu Erz/Gangart ist ein durchgehendes und genetisch wesentliches Merkmal der Lagerstätten vom Dünnschliff- bis in den Aufschlußbereich, wobei auch für Kavernen die Abfolge Kalkstein-Sulfiderz-karbonatische Gangart zum Inneren des Hohlraumes bezeichnend ist (Abb. 2).

Merkmale von Translation vor und während der Vererzung sind hingegen nachträglich mineralisierte Kataklasthorizonte, mineralisierte Translationsfrakturen und interne Scherungsbrekzien, welche eine Verbindung zwischen tektonischen Bewegungen und Mineralisation belegen (Abb. 3, 4, 5).

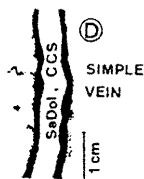
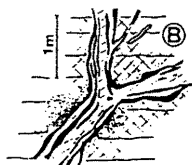
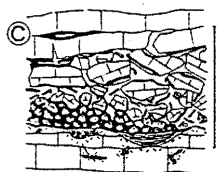
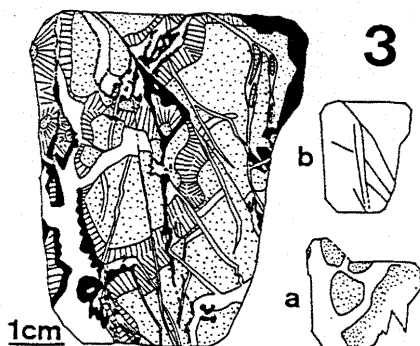
Vom tiefsten Wettersteinkalk an setzt in vererzten Hohlräumen grober Kalzitspat neben dem Satteldolomit ein, und wird zum Top Wettersteinkalk zunehmend häufiger auf Kosten des Satteldolomits, welcher sich typischerweise als korrodierte Reste im Kalzitspat oder randlich zu kalzitementierten Gängen findet. Dünnschliff, Kathodoluminiszenz und Mikrosonde belegen weiters die Korrosion des Satteldolomits, d. h. der Kalzitspat ist zumindest teilweise als Dedolomit anzusehen (Abb. 6).

Mit abnehmender Höhe innerhalb der Schichtsäule zeigen sowohl Satteldolomit als auch Kalzitspat einen Trend zu abnehmendem Fe, Mn und zunehmendem Sr, sowie ein vertikales Zusammenlaufen der absoluten Fe-, Mn-, Sr-Werte in beiden Karbonaten.

Spätere Remobilisation von Dolomit, möglicherweise in Verbindung mit Drucklösung und tektonische verursachtem Porenlösungsfluß, führte zu Korrosion und Mikrofrakturierung und Mikrobrekzierung in der früheren Satteldolomitphase. Daran anschließend wurde der Satteldolomit 1 von einem Satteldolomit 2 in optischer Kontinuität überwachsen. Die Satteldolomite wiederum zeigen korrosive Kontakte zu einem anschließenden Kalzitement (Abb. 7). Tektonisch verursachter Strain in Verbindung mit Porenlösungsfluß wird auch als Ursache von Mikrofrakturierung im Sulfiderz angesehen, mit Korrosion des Erzes und der karbonatischen Gangart und anschließender Zementation durch reaktivierten Dolomit oder Kalzit.



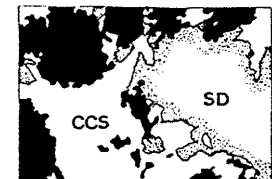
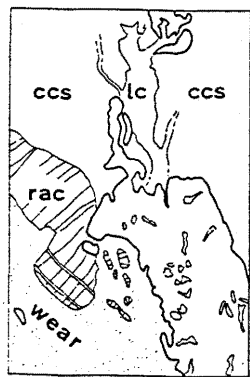
1



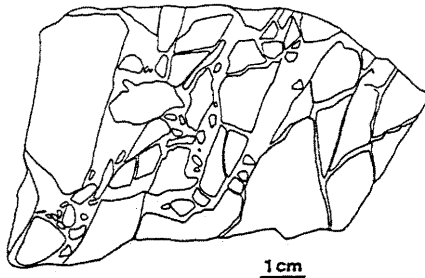
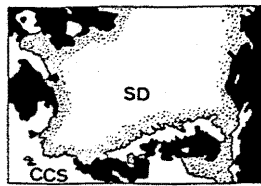
2

SDol, CCS

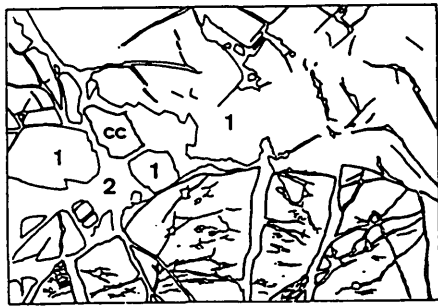
SIMPLE VEIN



6



5



WETTERSTEIN
CARBONATE PLATFORM

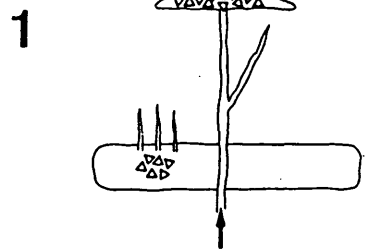
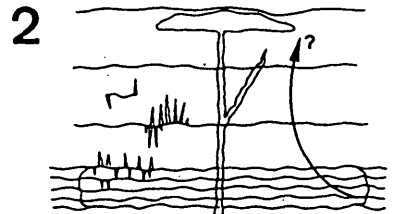
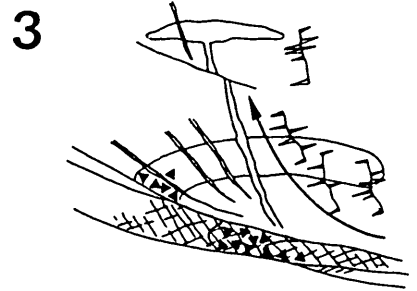
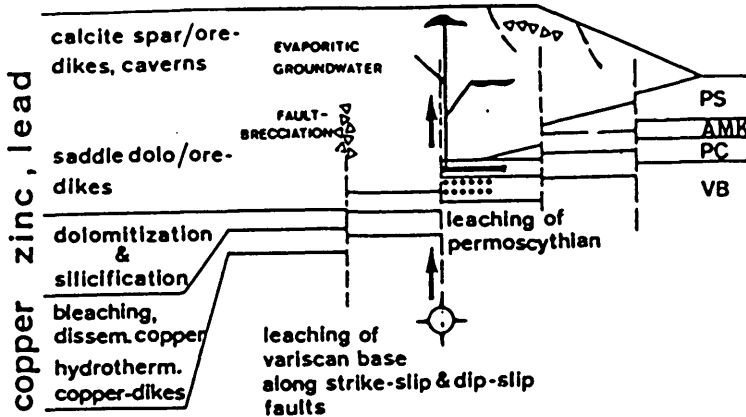


Abb. 1:

Verteilung und relative Häufigkeit der Gangarten im "Alpinen Muschelkalk" (AMK) und Wettersteinkalk in den westlichen Nördlichen Kalkalpen, und Schema der mineralisierten Schichtsäule mit typischem Auftreten von Erz/Gangart.

Abb. 2:

Ausgeschiedene Grundmuster des Auftretens von Erz/Gangart (man beachte den Maßstab):

- A: Profil durch dolomitisierten AMK mit Verquarzung (1), Satteldolomit-zementierter Aderung (2) und satteldolomitsch zementierten Internbrekzien (3) sowie telogenetischen Kristallsilt/Calcizement-Adern (4).
- B: diskordanter Gang mit komplexen Erz/Gangart-Gefügen, mit Rekristallisation und/oder teilweiser Dolomitisation (schraffiert) und sulfidischer Verdrängung des Kalkes ("Sprenkelerz") nahe dem Gang.
- C: Kollapskaverne mit Bodensedimenten ("880 m-Lager", Lafatsch). Die Sulfide (schwarz) treten meist am Kontakt zu den korrodierten Kalksteinklasten auf, Zemente (weiß) sind zuerst grober Calcitpat und anschließend Anhydritpat.
- D: Einfache Ader mit der Abfolge von Kalkstein - Sulfiderz - karbonatische Gangart (seltener auch Fluorit) zum Inneren hin. Diese Abfolge in einfachen Adern tritt durch die gesamte Schichtfolge und im ganzen beobachteten Bereich unverändert auf.

Abb. 3, 4:

Beispiele von Translation und Korrosion von Kalk während der Mineralisation. In Abb. 3 sind die Bewegungsbahnen vereinfacht wiedergegeben und zeigen die Scherflächen im Handstückbereich. Abb. 4: wear = rekristallisierter Kataklasit, RAC = Rest von radiaxialen Kalzit, dicke Linie = gebänderte Zinkblende, CCS = grober Calcitpat, LC = späterer Kalzit, welcher den groben Calcitpat und die Zinkblende korrodiert.

Abb. 5:

Unverzte, kalzitisch zementierte Scherungsbrekzie aus der Mineralisation des Oberen Wettersteinkalkes

Abb. 6:

Gefüge zwischen Zinkblende (schwarz), Satteldolomit und Kalzitpat, zeigt die unregelmäßigen Korrosionsgrenzen des Kalzitspates nach Satteldolomit.

Abb. 7:

(Vereinfacht nach Kat.-lum. bild) Beispiel von Mikrofrakturierung in Verdrängungsdolomit (unterer Bildbereich, stärker ausgezogen) und Satteldolomit 1, mit Überwachsung durch zonierten Satteldolomit 2. Späterer Kalzit (cc) zeigt Korrosionsgrenzen gegen den Satteldolomit. Man beachte die Mikrorisse mit typischem unregelmäßigen Verlauf, welche von den breiteren Adern in den Verdrängungsdolomit laufen. Sehr ähnliche Gefüge wurden von FRISIA et al. (1989) im Zusammenhang mit dem Durchgang warmer Fluide und hydrofracturing im Begrabungsstadium von den Südalpen beschrieben.

Abb. 8:

Synthesemodell der Pb/Zn-Mineralisation. Als wichtige Komponente innerhalb des weiteren extensiven tektonischen Umfeldes werden en echelon Brüche im Rahmen eines strike-slip-Störungssystems angesehen, da diese im Zusammenspiel mit seichter Extensionsfrakturierung und primär gebildeten Hohlraumssystemen der Karbonatplattform den raschen Aufstieg (vgl. CATHLES & SMITH, 1983) sehr großer Fluidmengen (SIBSON, 1981, 1986, 1987) ermöglichen. Aktuogeologische Untersuchungen, welche innerhalb eines extensiven Umfeldes die Extensions- von der strike-slip-Komponente trennen, zeigen die Wichtigkeit von strike-slip-Störungen für den Fluidaufstieg (z. B. SIBSON, 1981; RAMBOZ, 1989). Die Mineralisation setzt in der Trias nach Ende der Wettersteinkalk-Entwicklung ein und erstreckt sich (mit Unterbrechungen ?) über einen Zeitraum von noch unbekannter Dauer.

Abb. 9:

Geschichte der Mineralisation, gefaßt und unterteilt in drei Stufen

- 1: Einsetzen der Vererzung mit Ausbildung der Dolomitisation und Anlage der Geometrien der Erz/Gangart-Körper in einem weitgehend lithifizierten Schichtstapel. Allmähliches Einsetzen der Drucklösung durch Überlagerung.
- 2: Begrabungsstadium mit Aufheizung, Zirkulation von erwärmten Porenwässern wahrscheinlich. Fortdauer der Drucklösung führt zu Aderung und Umlagerung von Gangart und ?Erz. Satteldolomit 2 und späterer Kalzitcement, Mikrofrakturierung/Mikrobrekzierung. Weitere Zufuhr von mineralisierender Lösung ist in diesem Stadium derzeit nicht auszuschließen.
- 3: Während der alpinen Kompression kommt es durch orogene Aufheizung (vgl. KRÁLIK et al., 1987) und Deformation zu Fluidtransport vorwiegend in Frakturpermeabilität, zu tektonischer Drucklösung und damit verbundener Umlagerung und - in Bereichen starker Deformation - zu Kataklyse (schwarze Dreiecke) und Intrusion von "gouge" in das Nebengestein.

Die verquarzten und dolomitisierten Partien des AMK zeigen sowohl bankungsparallele als auch tektonische Stylolithen- und Slickolithenflächen, aber auch in der karbonatischen Gangart sind interkristalline Drucksuturen häufig. Stark deformierte Bereiche der Mineralisation (erzführender, dolomitisierter AMK in tektonisch tiefer Position) zeigen eine Aderung mit tw. antitaxialem Dolomitcement, welcher progressiven Strain mit Änderung der Strainrichtung anzeigt.

Diese oft bis einige cm weiten Adern und Scherhorizonte werden von alpidischen Slickolithen und Harnischen mit fibrösem Dolomitcement häufig in steilem Winkel durchsetzt, was wahrscheinlich durch syntektonische Gleitscherung parallel zur Drucklösungsfläche während desselben Bewegungsaktes hervorgerufen wurde.

Das telogenetische Stadium (uplift) ist durch korrosive, mehrphasig geöffnete, wechselnd Kristallsilt-/Zement-verfüllte Kalzitadern belegt, welche die tektonischen Stylolithenflächen und alpidische Bewegungsbahnen durchsetzen.

Eine Ableitung der mineralisierenden Lösung aus Porenwässern des Partnachbeckens ("basinal brine models"; JACKSON & BEALES, 1967) erscheint sowohl (1) von Feldbefunden aus Gebieten mit dolomitisiertem AKM, überlagert von Partnachschieferton und Partnachkalk, als auch (2) aus Gründen der Massenbilanz und des zeitlich-sedimentologischen Rahmens sehr unwahr-

scheinlich (SANDERS, 1988). Wo durchgehend dolomitisierte Reifflinger Kalke in ihren hangendsten Teilen mit Partnachtonen im dm-Bereich wechsellagern, erweist sich der Schieferton als wirksame Lösungssperre.

Die Verteilung der Gangarten in der Schichtsäule, die Gefügebeziehungen zwischen Satteldolomit, Kalzit-spat und Anhydritspat, und die Spurenelementtrends der karbonatischen Gangart belegen eine vertikale Änderung der Gangart-Fällungsphase wahrscheinlich durch Lösungsmischung und -entwicklung, wogegen die Art des Auftretens der Sulfide grundsätzlich über die ganze Höhe gleich bleibt als vor allem "Sprenkelerz", "Reicherzfälle" (massive Gefüge aus gebänderter Zinkblende und Bleiglanz), "Bodenerz" mit örtlichen Sedimentationsstrukturen und, sehr häufig, "gebänderte Zinkblende" mit eingelangertem Bleiglanz.

Korrosion von Karbonat (Kalk, Dolomit), hervorgerufen durch Untersättigung für Karbonat in der Mischungszone zwischen Mineralisierer und marinem Grundwasser durch Lösungsmischungseffekte (Temperatureffekt, Ionenstärke-Effekt, Neuverteilung von Komplexen und gelösten Spezies), führt im eigentlichen Fällungsbereich zu signifikanter Störung im Lösungsgleichgewicht des Mineralisierers, und wird daher als ein wesentlicher Faktor in der Erzfällung angesehen (SANDERS, 1988; in prep.).

Die angeführten Daten sind Hinweise für eine ascendente Injektion der mineralisierenden Lösung in die von Störungen zerschnittene Karbonatplattform. Untersuchungen des Sedimentationsablaufes und der Faziesverteilung in den Nördlichen Kalkalpen belegen eine Extensionstektonik in der Trias (BECHSTÄDT et al., 1978; BRANDNER, 1984), wobei neuere Arbeiten eine signifikante strike-slip-Komponente betonen (KINDLE, 1989). Wie durch Pb-Isotope belegt, entstammt das Pb, und damit wahrscheinlich auch das Zn, dem variszischen Untergrund (KÖPPEL & SCHROLL, 1985) und wahrscheinlich auch dessen Abtragungsprodukten, den permoskythischen red beds (SANDERS, 1988). Pb und Znd wurden durch tektonisch verursachten Fluid-aufstieg entlang dem strike-slip/dip-slip-Störungssystem in die Karbonatplattform eingebracht (Abb. 8).

Die Befunde sprechen für ein Einsetzen der Mineralisation im Verlaufe der Trias wahrscheinlich bereits ab höherem Cordevol, jedoch sind anhaltende Mobilisationen von noch unbekanntem Gesamtumfang von der Gangart her angezeigt (siehe auch MAUL et al., 1989) und auch für die Erze wahrscheinlich (vgl. dazu KAPPEL & SCHROLL, 1982).

Für das frühe Einsetzen der Mineralisation spricht: (1) Gegen das Hangende der Wettersteinkalk-Plattform werden zunehmend primäre Hohlraumgefüge von den mineralisierenden Lösungen erfaßt, was letztlich zur Bezeichnung "stratiforme Pb-Zn-Lagerstätte" (SCHULZ, 1981) geführt hat. (2) Grobe, den Satteldolomit verdrängende Kalzitspate werden von prä-Raibler Internsedimenten plombiert. (3) Die Internsedimentationsgefüge sind völlig parallel zum ss des Wettersteinkalkes. (4) Präraibler Alter des quer zur Wettersteinkalk-Plattform streichenden Bruchsystems (heute ca. NNE/SSW), an das die Mineralisation gebunden ist (BRANDNER, 1978).

Eine ausschließlich kretazische Mineralisation durch Fluidtransport an Deckenbahnen (FRIEDRICH, 1948; HENRICH & ZANKL, 1986) wird jedoch durch die Gefüge der Mineralisation und den Vergleich mit den Südalpen ausgeschlossen (SANDERS, 1988).

In der Synthese (Abb. 8) wird die Cu-Mineralisation des Permoskyth in prinzipiell denselben genetischen Rahmen wie die Pb/Zn-Mineralisation gestellt, was im Hinblick auf die Bedingungen des Metalltransportes, aber auch auf die im Permoskyth auftretenden Erz- und Gangarten (vgl. KRAINER, 1982; STINGL, 1982) ein geschlossenes Modell ergibt (SANDERS, 1988; SANDERS & BRANDNER, 1989). Die Geschichte der Mineralisation vom Eindringen der mineralisierenden Lösungen bis zur alpinen Deformation ist, soweit es dem jetzigen Kenntnisstand entspricht, schematisch in Abb. 9 angelegt.

Literatur

- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156/2, 157-178.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 317-354, 22 Abb., Fototaf. 1-5, Innsbruck 1978.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - Jb. Geol. B.-A., 126, 4, 435-475.
- CATHLES, L. M., SMITH, A. T. (1983): Thermal Constraints of the Formation of Mississippi Valley - Type Lead - Zinc Deposits and Their Implication for Episodic Basin Dewatering and Deposit Genesis. - Econ. Geol., 78, 983-1002.
- FRIEDRICH, O. M. (1948): Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. - BHM der Montanistischen Hochschule Leoben, 93, 1/3, 13-15.
- FRISIA, S., JADOUL, F., & WEISSERT, H. (1989): Late diagenetic overprint in a Middle Triassic carbonate buildup: The Esino Limestone (Southern Calcareous Alps). - Sedimentology, in press.
- HENRICH, R., ZANKL, H. (1986): Diagenesis of Upper Triassic Wetterstein Reefs of the Bavarian Alps. - In: Reef Diagenesis of Upper Triassic Wetterstein Reefs of the Bavarian Alps. Ed. by J. H. SCHROEDER & P. H. PURSER, Springer-Verlag.
- JACKSON, S. A., BEALES, F. W. (1967): An aspect of sedimentary basin evolution: The concentration of Mississippi-Valley-Type ore during late stages of diagenesis. - Bull. Can. Petrol. Geol., 15, 383-433.
- KAPPEL, F., SCHROLL, E. (1982): Ablauf und Bildungstemperatur der Blei-Zink-Vererzung von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. - Carinthia II, 49-62.
- KINDLE, P. J. (1989): Tektono-sedimentäre Prozesse an evolvierenden Kontinentalrändern - tektonisch kontrollierte geothermale Alterationen und Neubildungen in Syn-Rift-Sedimenten am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - Unpubl. Dissertation, Geol. Inst., ETH Zürich.
- KÖPPEL, V., SCHROLL, E. (1985): Herkunft des Pb der triassischen Pb-Zn-Vererzungen in den Ost- und Südalpen. - Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 215-222.
- KRAINER, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der "Hangendquarzite" im Stanzertal/Arlberggebiet (Tirol). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 4, 81-94.
- KRALIK, M., KRUMM, H., SCHRAMM, J. M. (1987): Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite Crystallinity Data and Isotopic Ages. -

- In: H. W. FLÜGEL, P. FAUPL (eds), *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, Deuticke-Verlag, Vienna, 1987.
- MAUL, B., ZEEH, S., BECHSTÄDT, T., MCKENZIE, J., KINDLE, P., RIEKEN, R., RICHTER, D. K. (1989): Cement-Stratigraphy of the Triassic upper Wetterstein-Limestone of parts of the Eastern Alps: Clue to the timing of lead-zinc mineralisation. - *Terra Abstracts*, **1**, 1, 420.
- RAMBOZ, C. C. (1989): Conditions of Fluid Circulation in Rifts: Comparisons between the Subalpine Basin and Central Red Sea. - *Terra Abstracts*, **1**, 1, 202.
- SANDERS, D. (1988): Spätdiagenetische Verdrängung von Kalkstein und Bildung eines Pb/Zn vererzten Satteldolomit/Calcitspat-Gangsystems im Wannigstock, Mieminger Berge, Tirol. - Unveröff. Diplomarbeit, Geol. Inst., Universität Innsbruck.
- SANDERS, D. & BRANDNER, R. (1989): Genetic model for Mississippi Valley Type Deposits. - *Terra abstracts*, **1**, 1, 125.
- SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol). - *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **61**, 55–103, 24 Abb., 4 Tab., Innsbruck, 1981.
- SIBSON, R. H. (1981): Fluid Flow Accompanying Faulting: Field Evidence and Models. - In: D. W. SIMPSON & P. G. RICHARDS (eds), *Earthquake prediction: An international review*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series **4**, 593–603.
- SIBSON, R. H. (1986): Brecciation Processes in Fault Zones: Inferences from Earthquake Rupturing. - *Jour. Geophys. Res.*, **124**, 1/2, 159–175.
- SIBSON, R. H. (1987): Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. - *Geology*, **15**, 701–704.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des Alpinen Verrucano im Stanzertal (Tirol). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **12**, 4, 71–80.